洪季伶仃洋水域径潮动力作用机制及演变探讨

方神光[1], 喻丰华[2]

（1. 广东水利电力职业技术学院, 广东 广州 510635；
2. 珠江水利委员会 珠江水利科学研究院, 广东 广州 510611）

摘　要：为揭示洪季伶仃洋水域径潮动力作用规律，基于历年定点观测数据，采用主潮通量算法和线性回归法定量剥离了主动力因子对流速的贡献。结果显示，该水域潮周期平均流速与潮差、径流量及其他动力因子相关性很好。潮周期平均流速始终与潮汐动力正相关，但其贡献近年有明显减弱。径流作用以往以随潮运动为主，削弱了潮流流速；近年其贡献变为涨潮期为负、落潮期为正。其他动力因子主要是垂向盐度斜压梯度力及季风等，在主槽水域其贡献涨潮期为正、落潮期为负，变化不大；但西滩水域“潮汐捕集”和储能机制对潮流流速影响作用被削弱。因此，伶仃洋河口湾较以往呈更多河道型水流动力特征，与近年伶仃洋水域围垦及水深增大等朝窄深形态发展密切相关。

关键词：伶仃洋；潮周期；平均流速；潮汐；径流

中图分类号：P731.2　　**文献标志码：**A　　**文章编号：**1002-3682(2023)04-0301-16

doi: 10.12362/j.issn.1002-3682.20221109001

引用格式：方神光, 喻丰华, 2023. 洪季伶仃洋水域径潮动力作用机制及演变探讨[J]. 海岸工程, 42(4): 301-316. FANG S G, YU F H, 2023. Discussion on the action mechanism and evolution of runoff and tide dynamics in the Lingdingyang Estuary during flood season[J]. Coastal Engineering, 42(4): 301-316.

从 19 世纪末至 20 世纪 70 年代，伶仃洋河口湾“三滩两槽”格局即已演变成型（赵焕庭, 1981），它是上游来水来沙与河口特定岸线边界和潮汐动力相互作用的必然结果（夏真, 2005）。从 20 世纪 80 年代开始，滩涂大面积围垦、河网联围筑闸、航道整治及河道采砂等人类活动造成伶仃洋河口水域水沙情势、河床地形及岸线边界等发生了显著改变（杨清书等, 2003; 胡德礼等, 2010; 谢丽莉等, 2015），水域面积较 19 世纪末减少约 35%（赵荻能, 2017），中滩自 2008 年以来则形成了容积达 7 亿 m^3 的巨大采砂坑（应强等, 2019）。受此影响，伶仃洋湾口断面涨落潮量较 1981 年累计减少 4.9%～6.0%（侯庆志等, 2019），河口岸线边界急剧变化致使潮汐不对称现象加剧，浅水分潮 M_4 振幅总体呈增大趋势（Wong et al, 2003; 王宗旭等, 2020）；潮位在落潮时最大减少约 0.3 m，涨潮时最大增加约 0.26 m，且涨急流速呈减小趋势（刘晋涛等, 2020）；港珠澳大桥建设进一步削弱了伶仃洋河口湾水域的潮汐动力（方神光等, 2011）。与 20 世纪 80 年代相比，由东四口门汇入伶仃洋的径流量至 90 年代末增大了 32.6%，随后至 2007 年则减少了 12.2%，来沙量总体呈减小趋势（谢丽莉等, 2015; 袁菲等, 2018）。

伶仃洋水域潮汐动力和径流动力的变化最终反映在水流运动及其引起的冲淤演变。当前采用数学模型和物理模型等手段开展伶仃洋水域潮流动力演变、咸潮入侵等方面的研究极为丰富（陈子燊, 1993; 陈文彪等, 1999; 包芸等, 2005; 韩西军等, 2008; 何杰等, 2012; 陈文彪等, 2013; 欧素英等, 2016; 何

收稿日期：2022-11-09
资助项目：华东师范大学河口海岸学国家重点实验室 2021 年开放课题基金项目（SKLEC-K7-202110）；水利部重大科技项目（SKR-2022036）
作者简介：方神光（1978—），男，正高级工程师，博士，主要从事水动力学方面研究.
E-mail: 836590118@qq.com

（王　燕　编辑）

用等, 2018)，本文则主要基于伶仃洋水域历年洪季定点同步观测数据，研究潮周期平均流速对潮汐动力、径流动力及其他动力因子的响应机制，探讨伶仃洋水域近些年洪季动力变化趋势及其对滩槽冲淤规律产生的影响。

1 研究区域

伶仃洋河口湾(113°30′～113°54′E，22°06′～22°42′N)呈 NNW—SSE 走向的喇叭形，如图 1 所示(图中为 2016 年至 2019 年水深等值线，珠江基面)，自东向西依次为虎门、蕉门、洪奇门、横门，其中虎门属潮汐型河口，蕉门、洪奇门、横门属径流型河口；水下地形存在“三滩两槽”格局，东槽为矾石水道，平均水深 9 m；西槽为伶仃水道，平均水深 18 m，是广州港出海航道的主槽，东、西两槽将河口湾分割为东、中、西三滩。本世纪以来，由于广州出海航道等级提升，西槽槽宽向两侧扩展，东槽中下段水深有所加大，中滩在大规模采砂下分割成上部伶仃拦江沙和下部矾石浅滩，东、西槽在中滩中部有贯通之势(应强等, 2019)。伶仃洋西部水沙自蕉门起，沿西南方向输移，沿途接纳洪奇门、横门落潮水沙，经澳门附近水域后向西南方向输运。

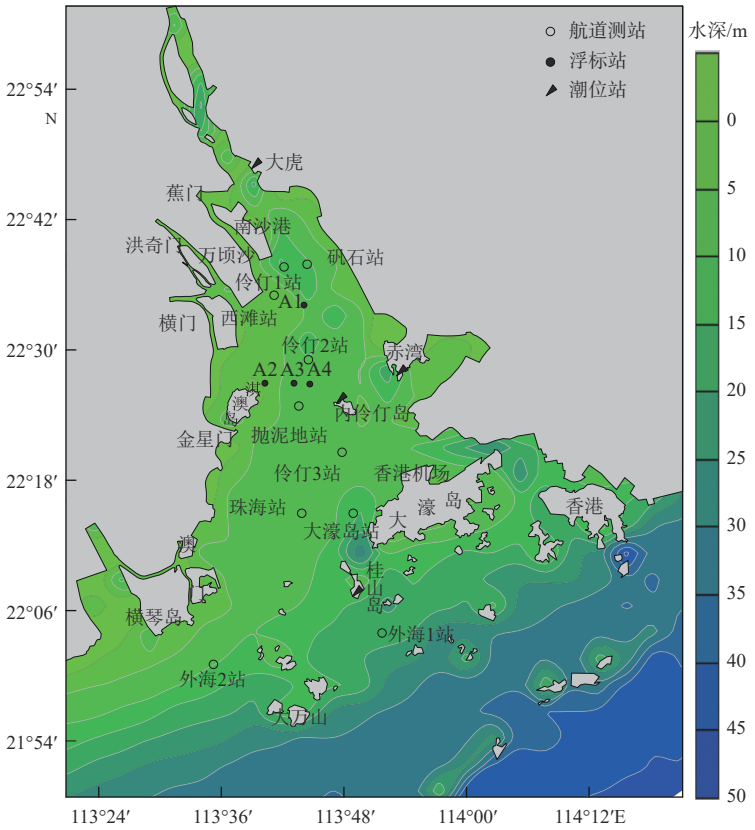


图 1 伶仃洋河口水域水深地形及水文观测站点位置

Fig. 1 Bathymetric terrain and locations of hydrometric stations in the Lingdingyang Estuary

2 资料来源及水文背景分析

收集广州港务局于 1992 年 7 月、2007 年 8 月和 2013 年 9 月(分别简称“92.7” “07.8” “13.9”)洪

季在伶仃洋河口湾 3 次航道测站的周日同步水文观测数据，其中“92.7”期间布测有 15 个站点，“07.8”期间布测 21 个站点，“13.9”期间布测 17 个站点。这 3 次同步观测中有 7 个测点位置相同，分别是矾石站、伶仃 1 站、伶仃 2 站、伶仃 3 站、抛泥地站、珠海站和大濠岛站(图 1)。3 次同步观测期间，流速流向观测采用 SLC9-2 型直读式海流仪和 ADCP/ADP 施测，各测点流速、流向每整点测量 1 次，每次测量历时不少于 50 s；水深采用液位仪读取数据；各垂线测点数根据实际水深情况采用分层法施测，即当水深 d<5 m 时，用三点法(0.2 d、0.6 d、0.8 d)分层观测流速流向；当 5 m≤d<10 m 时，用五点法(表层、0.2 d、0.6 d、0.8 d、底层)分层观测；当 d≥10 m 时，用六点法(表层、0.2 d、0.4 d、0.6 d、0.8 d、底层)，其中表层为水面下 0.5 m，底层为离底 0.5 m。同期，收集了西、北江网河区顶端国家重点水文站马口站和三水站基于走航式声学多普勒流速剖面仪 ADCP 施测得到的逐日流量数据；收集了伶仃洋河口湾大虎站、内伶仃岛站、赤湾站和桂山岛站共 5 个潮位站自动验潮仪逐时潮位观测数据。

伶仃洋水域“92.7” “07.8” “13.9”三次同步观测期间上游西江马口站和北江三水站来流，以及主要潮位站点潮周期平均潮差，如表 1 所示。上游来流用两站流量之和(马口站+三水站)代表；考虑洪水从控制水文站演进到伶仃洋水域大概要 1 天，采用当天与前一天流量的平均值的方式，利用该流量之和来衡量进入伶仃洋的径流动力强度。3 次同步观测期间，以“92.7”大潮期间上游来流量最大，达到 18 655 m^3/s，为珠江河口常遇洪水量级。伶仃洋河口湾潮差较小，平均为 0.86～1.69 m，属弱潮型，潮汐系数在 0.96～1.77，为不正规半日混合潮型，在一个太阴日内出现 2 次高潮和 2 次低潮，潮高和潮时存在日内不等现象。空间分布来看，大虎站、内伶仃岛站、赤湾站和桂山岛站平均潮差呈现由下游向上游递增且东侧大于中部的空间分布特征；内伶仃岛站与赤湾站、桂山岛站潮差之间的相关系数均达到 0.998(图 2，含 2018 年 8 月洪季部分潮周期时段数据)，说明它们之间的相关性极好；桂山岛站位于伶仃洋口门外侧，受伶仃洋地形地貌影响相对较小，所以选取该站潮周期平均潮差代表外海潮动力强度。

表 1　伶仃洋同步观测期间径流和潮差统计

Table 1　Statistics of the runoff and the tidal range observed simultaneously in the Lingdingyang Estuary

时间			潮周期编号	潮型	各站位潮周期平均潮差/m				上游流量(马口站+三水站)/($m^3 \cdot s^{-1}$)
年份	公历	农历			大虎站	内伶仃岛站	赤湾站	桂山岛站	
1992 年	7 月 2 日 17:00 至 3 日 18:00	六月初三至初四	I	大潮	2.00	1.83	1.88	1.45	18 655
	7 月 3 日 18:00 至 4 日 19:00	六月初四至初五	II	中潮	1.93	1.77	1.83	1.36	16 405
2007 年	8 月 13 日 16:00 至 14 日 17:00	七月初一至初二	III	大潮	1.87	1.58	1.61	1.27	9 195
	8 月 16 日 8:00 至 17 日 9:00	七月初四至初五	IV	中潮	1.79	1.39	1.44	1.09	10 025
2013 年	9 月 17 日 12:00 至 18 日 13:00	八月十三至十四	V	中潮	1.87	1.45	1.55	1.16	9 165
	9 月 25 日 11:00 至 26 日 12:00	八月廿一至廿二	VI	小潮	1.34	0.93	1.03	0.78	9 865

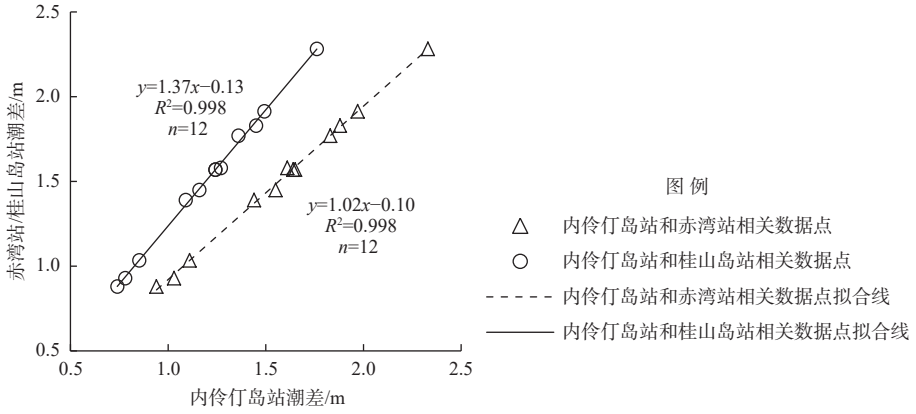


图 2 伶仃洋主要站点潮差相关性分析

Fig. 2 Correlation analysis of tidal ranges at main stations in the Lingdingyang Estuary

为比较动力因子作用规律的变化，还收集了洪季伶仃洋水域 4 座浮标站(站点位置见图 1 中 A1～A4)2018 年 8 月 26 日至 9 月 10 日(农历七月十六至八月初一)共 16 d 的同步观测数据。在浮标站使用 1 MHz 浪龙声学多普勒海流剖面仪采集流向、流速、水深等数据，垂向设置为每层 0.3～0.5 m，垂向测量范围为 0.41～25.0 m。按珠江河口潮周期约 24.8 h 计算，同步观测时长可包含 15 个完整潮周期。统计各潮周期内上游马口站和三水站来流量之和及下游桂山岛站平均潮差(图 3)可见，桂山岛站潮周期平均潮差随天文潮变化而变化，平均潮差最大值出现在农历八月初一(公历 9 月 9 日至 10 日，第 15 个潮周期)大潮期间，为 1.5 m；上游马口站和三水站来流量在 10 000～18 000 m^3/s 变化，最大来流量出现在农历七月廿五至廿六日(公历 9 月 4 日至 5 日，第 10 个潮周期)小潮期间。

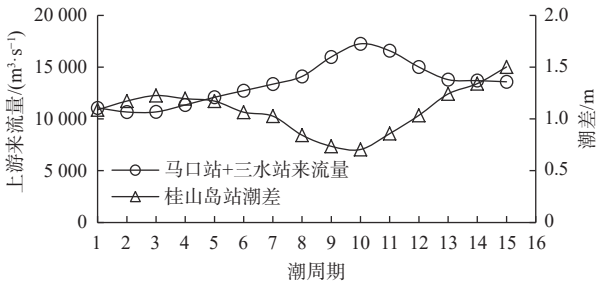


图 3 A1～A4 浮标站同步观测期间上游来流量和下游潮差

Fig. 3 Upstream flow rate and downstream tidal ranges observed simultaneously at the buoy stations A1-A4

3 研究方法

3.1 潮周期平均动力特征值计算方法

为准确计算潮周期动力特征值，引入主潮通量断面概念(方神光等, 2020)，主潮通量断面对应潮流椭圆短轴且单宽潮通量最大(涨潮通量和落潮通量之和)，将主潮通量断面两侧潮流矢量定义为涨潮流或落潮流。主潮通量断面寻找方法介绍如下。

任选一个断面，以其位置与 N 轴正向夹角(θ_1)来定位，通过该断面的单宽总潮量为：

$$F_{n\theta_1}=\sum_{j=1}^{m}F_j=\sum_{j=1}^{m}\int_{t_{j-1}}^{t_j}Q_{in}\mathrm{d}t=\sum_{j=1}^{m}\int_{t_{j-1}}^{t_j}|v_{in}h_i|\mathrm{d}t,\tag{1}$$

式中：$F_{n\theta_1}$和F_j分别为单宽总通量和潮段通量；m 为涨落潮时段的总个数；Q_{in}、v_{in} 和 h_i 分别为 i 时刻的单宽流量、平均流速和水深；t_j 和 t_{j-1} 为涨(落)潮段起止时刻。在 0～180°范围内按顺(逆)时针旋转，可得到不同位置的断面，采用式(1)计算出通过不同短轴断面的单宽总潮通量$\{F_{n\theta_1}, F_{n\theta_2}, \cdots, F_{n\theta_k}, \cdots, F_{n(\theta_1+180°)}\}$，选取最大潮通量作为主潮通量断面。确定主潮通量断面位置后，可区分各时刻观测数据的涨落潮矢量，并分解为 N 分量和 E 分量。采用沿时间轴积分法求出指定时段或潮周期内的动力特征值。

3.2　河口径潮动力作用的线性回归定量分析方法

洪季，潮动力和径流动力主导珠江河口近岸水域水流运动。山潮比被用来辨识珠江河口八大口门类型及水域主导动力因子(陈子燊, 1993; 陈文彪等, 2013)，其他影响因素如海面风、盐度斜压梯度力、科氏力、底部摩擦阻力等均会影响水流动能与势能的转化及耗散(Zhong et al, 2006)，引导河口潮流物质的净输移方向(欧素英等, 2016)。为定量区分和探讨潮汐动力、径流动力和其他动力对伶仃洋水域潮流运动的作用规律，结合上游径流量和河口控制水文站潮差，本文采用线性回归法定量拟合潮流运动特征值与主要动力因子的关系，线性回归方程(李静萍, 2015)为：

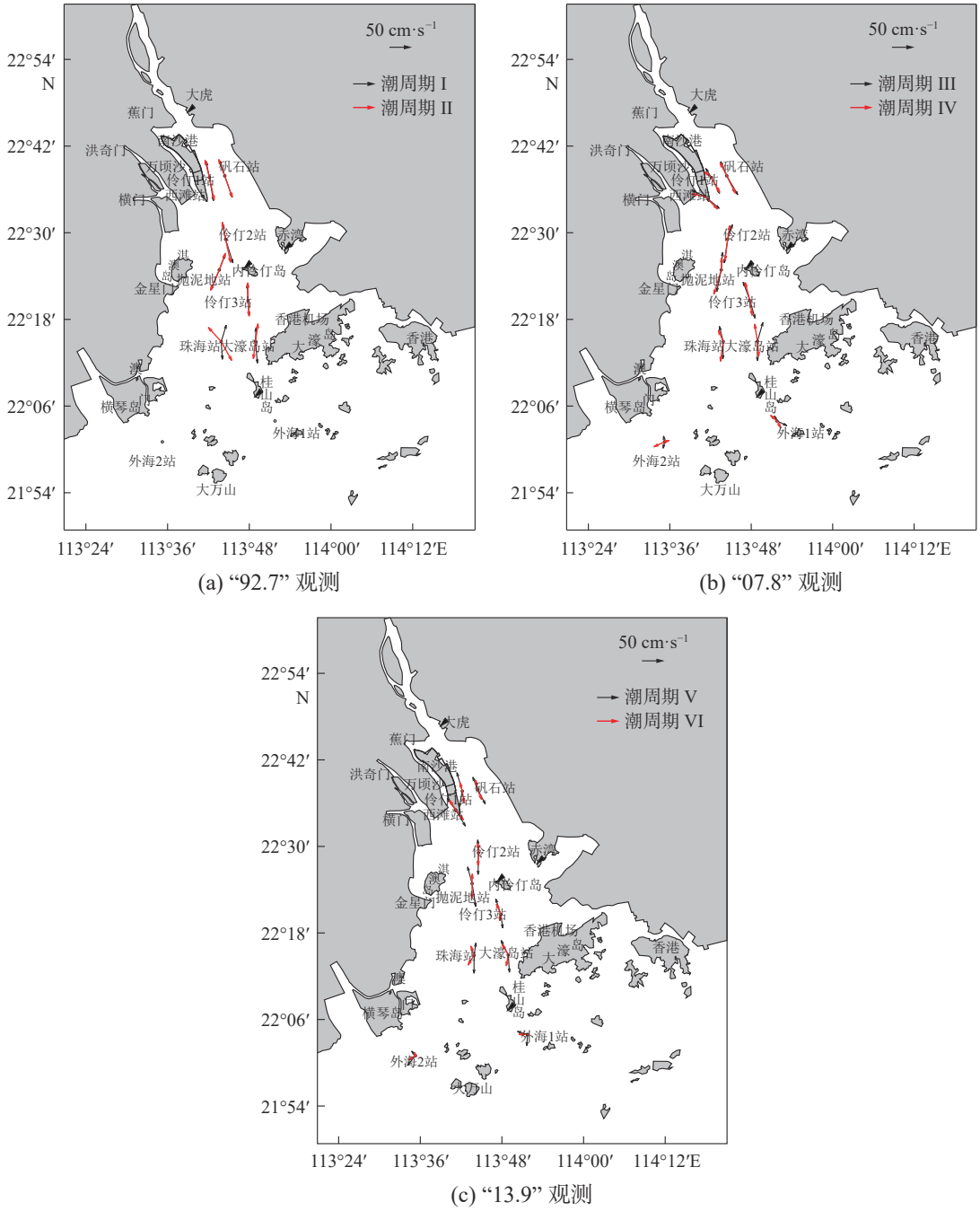
$$v_{\mathrm{DF}}=a\Delta z+bQ+c,\tag{2}$$

式中：v_{DF}为潮周期垂向平均流速，单位为 m/s；Δz 为潮周期平均潮差，单位为 m；Q 为径流量，单位为 $\mathrm{m^3/s}$；a、b、c 为主要动力因子对v_{DF}值的贡献权重，可用来定量剥离和分析水域的动力作用贡献。采用 3.1 节的方法可计算得到“92.7” “07.8” “13.9”三次同步观测期间的潮周期平均涨潮和落潮流速值(v_{DF})，采用同步观测期间珠江河口桂山岛站的实测值可计算得到 Δz，采用马口站和三水站当天与前一天的日平均流量之和可计算得到 Q。基于v_{DF}、Δz、Q 系列数据，采用线性回归方法进行拟合，便可得动力作用系数 a、b、c 的值。

4　潮流动力变化特征

4.1　潮周期水深平均涨落潮流变化规律

由主要测站潮周期 I～VI(表 1)垂线平均涨潮和落潮矢量图(图 4)可见，伶仃洋水域内流态总体呈现涨潮流朝北、落潮流朝南；伶仃 1 站和矶石站流态受岸线约束基本无变化，蕉门南支向南延伸导致西滩站涨落潮流态从 2007 年的 WNW—SE 转变为 2013 年的 NW—SSE，顺岸变化趋势显著。以金星门—内伶仃岛—赤湾为界，1992 年至 2013 年 6 次周日观测中，洪季，分界线以北的内伶仃洋水域潮动力轴线呈顺时针偏转、以南外伶仃洋水域呈逆时针偏转，如：内伶仃洋水域伶仃 2 站，涨潮流向往东最大偏转 29°(第 III 潮周期)，落潮流向往西最大偏转 25°(第 III 潮周期)；外伶仃洋水域伶仃 3 站正好相反，涨潮流向往西最大偏转达 22°(第 VI 潮周期)，落潮流向往东最大偏转 12°(第 III 潮周期)，伶仃洋口外水域测站旋转流明显。除伶仃 3 站和大濠岛站外，洪季其他站点潮周期落潮平均流速均大于涨潮平均流速，伶仃 3 站涨潮平均流速始终大于落潮平均流速，大濠岛站潮周期平均涨、落潮流速总体相差不大，仅在上游洪水流量较大时表现落潮流速大于涨潮流速。珠海站水域开阔，水深较浅，位于伶仃洋东四口门洪水向西输送和潮汐主通道的交界位置，径、潮动力相互作用复杂，导致同一水文观测期间 2 次潮周期涨、落潮主流向相差较大，但涨潮流朝北、落潮流朝南的总规律仍维持不变。



(a) “92.7” 观测

(b) “07.8” 观测

(c) “13.9” 观测

注：图中箭头指向北侧陆域方向的矢量代表潮周期垂线平均涨潮流，指向南侧外海方向的矢量为潮周期垂线平均落潮流。

图 4 “92.7” “07.8” “13.9”三次周日同步观测的垂线平均涨、落潮流矢量分布

Fig. 4 Vector distributions of vertical average rising and falling flows observed simultaneously in the periods of “92.7” “07.8” “13.9”

4.2 二元线性回归拟合方程的验证及动力系数变化规律

为分析伶仃洋水域主槽和西滩的潮流动力特征，选取“92.7” “07.8” “13.9”三次同步观测中 5 个共同测点(矾石站、伶仃 2 站、伶仃 3 站、大濠岛站、抛泥地站)的数据，其中矾石站、伶仃 2 站、

伶仃 3 站、大濠岛站沿主槽从上游向河口布置，抛泥地站布置在西滩。采用线性回归拟合方法，得到各测站中 a、b、c 值（式(2)），如表 2 所示。比较利用拟合公式得到的计算值与潮周期的统计值（图 5），结果表明，拟合值与潮周期统计值极为接近且相关性较好，这验证了伶仃洋水域潮周期平均涨潮和落潮流速可通过二元线性拟合来较好地表达。

表 2　“92.7” “07.8” “13.9”周日同步观测部分站径潮动力影响线性回归参数统计结果

Table 2　List of linear regression parameters for the affection of runoff and tidal dynamics observed simultaneously at part of the stations in the periods of “92.7” “07.8” “13.9”

测 站	潮周期涨潮平均流速拟合参数值				潮周期落潮平均流速拟合参数值			
	a/s^{-1}	b/(×10^{-6} m^{-2})	c/(m·s^{-1})	R^2	a/s^{-1}	b/(×10^{-6} m^{-2})	c/(m·s^{-1})	R^2
矾石站	0.32	−2.15	0.01	0.90	0.52	−3.64	−0.10	0.91
伶仃 2 站	0.30	−3.55	0.04	0.82	0.59	−10.22	−0.03	0.99
伶仃 3 站	0.42	−15.69	0.12	0.82	0.56	−16.88	−0.11	0.95
大濠岛站	0.36	−18.30	0.21	0.75	0.44	−4.48	−0.04	0.63
抛泥地站	0.45	−10.61	−0.02	0.84	0.44	−16.27	0.22	0.63

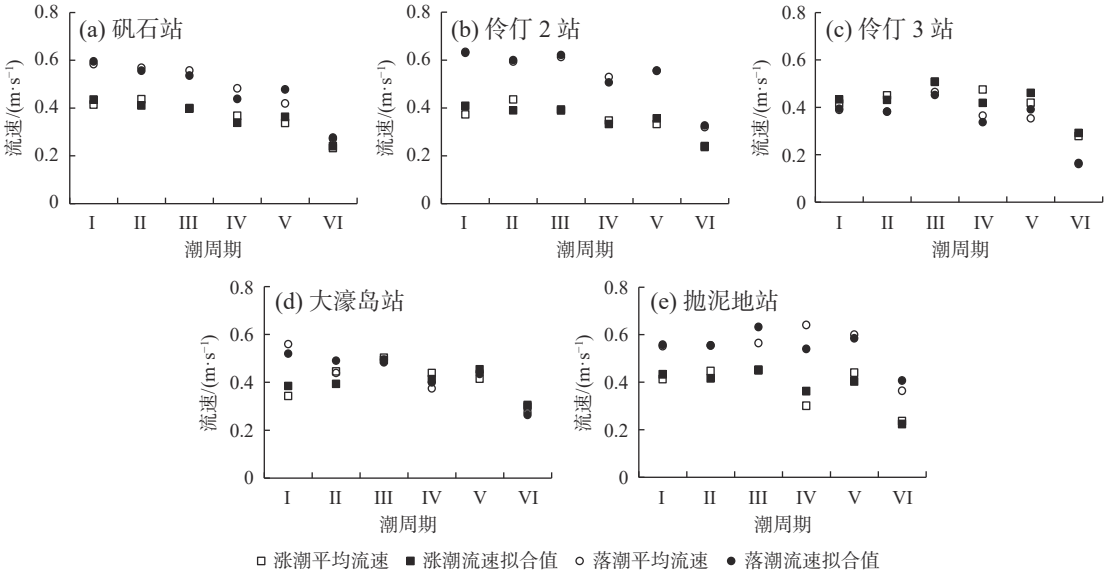


图 5　航道测站周日观测的潮周期平均流速统计值与拟合值比较

Fig. 5　Comparison between statistical values and fitting values of average flow velocities of tidal cycles observed at the waterway station

沿伶仃洋主槽水域，落潮阶段的潮差动力作用系数(a)总体大于涨潮阶段，这与伶仃洋喇叭形河口聚能作用相关。在涨潮阶段，口外潮汐动能在向上游传播过程中部分动能转化为势能，如内伶仃岛站平均潮差比口外桂山岛站潮差增大了 20%～30%，而在落潮阶段，其过程逆转为势能向动能的转换(表 1)。径流动力作用系数(b)在涨潮阶段和落潮阶段均为负值，其中，在涨潮阶段，径流动力作用系数沿主槽从上游向下游递减，而在落潮阶段，该系数呈先减小后增大的趋势，这是由西滩洪水径流沿程不断汇入主槽所致。其他动力因子作用系数(c)在涨潮阶段为正值而在落潮阶段为负值，且从上游向下游方向，该系数在涨潮阶段呈递增趋势，这与洪季盛行西南季风和咸潮运动有关，因为西南季风与涨潮流方向一致而与落潮流方向相反，且风速呈河口湾外大于湾内，

同时向下游方向西滩洪水沿程不断汇入主槽也会不断增强底层指向上游方向的盐度斜压密度梯度力。

西滩水域的抛泥地站距伶仃洋湾顶较远，喇叭形河口聚能效应不明显，a 值在涨潮和落潮阶段相差不大。b 值在涨潮和落潮阶段均为负，表明洪季径流形成的冲淡水在西滩以自由漂流状态随潮汐扩散。c 值涨潮阶段为负、落潮阶段为正，与主槽水域变化规律相反，且涨潮阶段的$|c|$很小且远小于落潮的$|c|$，表明西滩水域其他主导动力因子与主槽明显不同，西滩水域面积广、水深浅、岸线曲折且床面阻力大，因此形成“潮汐捕集”(Fischer, 1976)和储能机制(王宗旭等, 2020)导致涨潮时潮水储存聚集、落潮时集中释放，进而导致落潮阶段 c 值远大于涨潮阶段。

4.3 潮周期平均流速中的动力分项贡献分析

为分析各测站涨潮期和落潮期平均流速中径流贡献与潮汐贡献之比 $(bQ)/(a\Delta z)$ 随径流量的变化特征，选取桂山岛站的潮差值，大、中、小潮平均潮差实测值分别为 1.6 m、1.2 m 和 0.8 m，上游来流量分别采用 0、5 000、10 000、15 000 和 20 000 m^3/s，根据拟合系数值(表 2)和式(2)，得到涨潮期和落潮期各测站 $(bQ)/(a\Delta z)\sim Q$ 关系(图 6 和图 7)，结果显示，伶仃洋河口湾潮周期平均流速中径流动力的负贡献占比随来流量增加呈线性增大趋势，且潮汐动力越小，径流动力负贡献占比越大。这说明往年洪季不论涨潮阶段还是落潮阶段，进入伶仃洋河口湾的洪水径流以随潮运动为主，削弱了河口湾内的潮流流速。

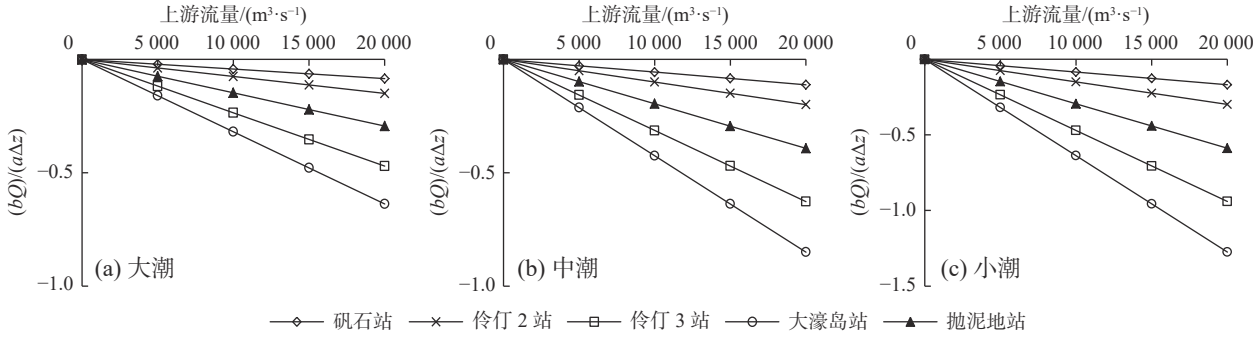


图 6 涨潮期平均流速中的径流动力与潮汐动力贡献之比

Fig. 6 Ratios of runoff dynamic to tidal dynamic contributions in the average flow velocities during the flood period

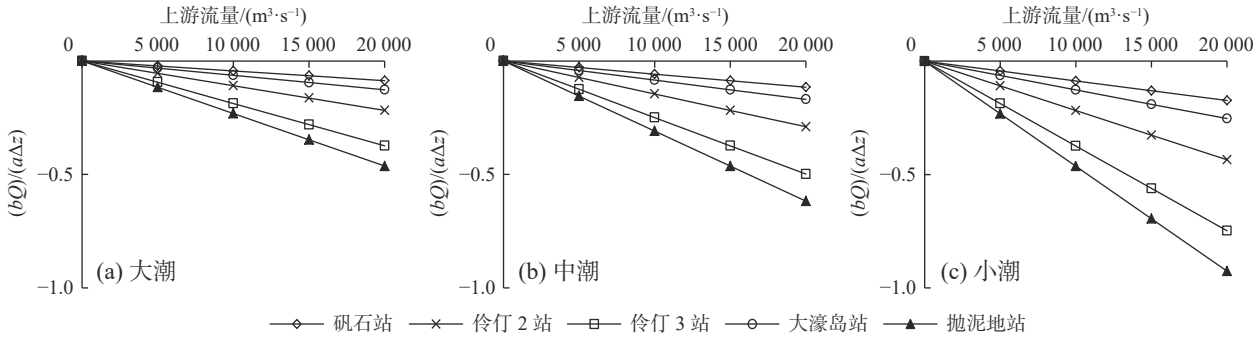


图 7 落潮期平均流速中的径流动力与潮汐动力贡献之比

Fig. 7 Ratios of runoff dynamic to tidal dynamic contributions in the average flow velocities during the ebb period

统计图 6 和图 7 中涨潮期和落潮期的 $(bQ)/(a\Delta z)\sim Q$ 关系线斜率 k_f 和 k_e，结果如表 3 所示。涨潮期，沿主槽水域越往下游，k_f 越小，径流影响越显著；小潮期且上游来流量为 20 000 m^3/s 时，大濠岛站水域出现$|bQ|>a\Delta z$，说明潮汐动力不足以驱动涨潮流；但上游来流量越大，主槽纵向盐度密度

差形成的斜压梯度力越大，咸潮上溯动力也越强劲，叠加河口西南季风作用，同样能驱动涨潮流，如大濠岛站 c 值最大，达到 0.21(表 2)。落潮期，主槽水域以伶仃 3 站 k_e 最小，径流动力影响最大，小潮期间上游来流为 20 000 m^3/s 时，该水域落潮流速接近 0，泥沙极易落淤；西滩抛泥地站斜率 k_e 均小于主槽其他测站，说明径流影响较主槽更强，小潮期间来流 20 000 m^3/s 时，径流动力对落潮流速的负贡献基本抵消了潮汐动力作用，但西滩的“潮汐捕集”机制形成的落潮水位差仍会驱使潮流继续向口外运动，体现其作用的 c 值达到最大，为 0.22(表 2)。

表 3　“92.7” “07.8” “13.9”周日观测期径潮贡献比随来流量线性变化对应的斜率 k_f 和 k_e

Table 3　Slopes k_f and k_e corresponding to the linear changes of the contribution ratios of runoff and tidal dynamics with the incoming flow rate in the periods of “92.7” “07.8” “13.9”　　$\times10^{-5}$

潮 型	矾石站		伶仃 2 站		伶仃 3 站		大濠岛站		抛泥地站	
	涨潮 k_f	落潮 k_e	涨潮 k_f	落潮 k_e	涨潮 k_f	落潮 k_e	涨潮 k_f	落潮 k_e	涨潮 k_f	落潮 k_e
大潮	−0.4	−0.4	−0.7	−1.0	−2.0	−2.0	−3.0	−0.6	−1.0	−2.0
中潮	−0.6	−0.6	−1.0	−1.0	−3.0	−2.0	−4.0	−0.8	−2.0	−3.0
小潮	−0.8	−0.9	−1.0	−2.0	−5.0	−4.0	−6.0	−1.0	−3.0	−5.0
平均	−0.6	−0.6	−0.9	−1.3	−3.3	−2.7	−3.0	−0.8	−2.0	−3.3

4.4　洪水期径潮动力变化对伶仃洋水域泥沙冲淤影响的讨论

珠江河口东四口门洪季输入伶仃洋水域的径流量和泥沙量分别占全年输入总量的约 80% 和 90%(韩西军等, 2008)，且约 60% 的泥沙淤积在伶仃洋湾内(陈文彪等, 1999)。上游径流由东四口门进入伶仃洋后，受密度分层影响，以冲淡水形态由表层随潮流向东、西方向扩散，并以西向扩展为主(陈希荣等, 2018)。因此，结合径流贡献系数 b 均为负，说明进入伶仃洋水域的淡水径流主要以“搭车”的形态随潮汐运动，在动量守恒条件下，潮流流速会相应减小。洪水期，大量泥沙随径流进入伶仃洋水域，若径流量大且潮汐动力弱，会显著削弱伶仃洋湾内潮流流速，极易导致泥沙落淤。伶仃洋河口水域以悬移质为主(吴门伍等, 2012)，年平均含沙量为 0.1～0.2 kg/m^3，平均中值粒径约 6 μm(李孟国等, 2021)，根据罗肇森和罗勇(罗肇森等, 1997)适应浮泥起动公式：

$$v_c = \left[0.43d^{3/4} + 0.022\frac{(\gamma_w - 0.8)^4}{d}\right]^{1/2} H^{1/5}, \tag{3}$$

式中：v_c 为起动流速，单位为 m/s；d 为泥沙粒径，单位为 mm；H 为水深，单位为 m；γ_w 为湿容重，单位为 kN/m^3。采用实测大、中、小潮平均水深，计算泥沙起动流速 v_c，得到西滩水域抛泥地站约为 0.35 m/s；主槽水域在 0.35～0.45 m/s，并以主槽下游大濠岛站最大。将泥沙起动流速作为河床冲淤的临界值，在给定潮差后，采用式(2)反推伶仃洋水域各站的径流量临界值 Q_c：

$$Q_c = \frac{v_c - a\Delta z - c}{b}。 \tag{4}$$

采用桂山岛站的潮差值，大潮、中潮和小潮的潮差值分别取 1.6 m、1.2 m 和 0.8 m，结合拟合参数值(表 2)，应用式(4)计算各站径流量临界值 Q_c，结果如表 4 所示。在潮差不变时，当上游径流量小于 Q_c，悬沙不易落淤，反之，则会形成淤积；当计算的 Q_c 小于 0 时，全部以 0 代替(表 4)，表示任何径流量下，都会形成淤积。除伶仃 3 站外，Q_c 均为落潮>涨潮，说明伶仃洋大部分水域在涨潮阶段比落潮阶段更容易出现泥沙落淤；伶仃 3 站的 Q_c 为落潮<涨潮，说明该站所处位置的外伶仃洋主槽段在落潮阶段更容易出现淤积，原因与主槽沿线两侧径流不断汇入密切相关。径流量临界值 Q_c 还呈现大潮>中潮>小潮的特征，说明潮汐动力越弱，伶仃洋河口湾内泥沙越容易落淤，如小

潮落潮阶段，主槽水域沿线站点 Q_c 值基本为 0，涨潮阶段的 Q_c 值基本不超过 5 000 m³/s，西滩抛泥地站涨潮阶段的 Q_c 值都为 0。

表 4 “92.7” “07.8” “13.9”周日观测期的临界流量

Table 4 Calculated results of critical flow rates in the periods of “92.7” “07.8” “13.9” $\times10^4$ m³·s⁻¹

潮 型	矾石站		伶仃 2 站		伶仃 3 站		大濠岛站		抛泥地站	
	涨潮	落潮	涨潮	落潮	涨潮	落潮	涨潮	落潮	涨潮	落潮
大潮	6.75	9.99	4.59	15.54	2.58	2.43	1.91	5.33	3.25	3.53
中潮	0.90	4.29	1.27	3.11	1.43	1.02	1.18	1.60	1.53	2.43
小潮	0.00	0.00	0.00	0.83	0.38	0.00	0.50	0.00	0.00	1.38

洪水期，珠江河口的洪水主要来自西江和北江，多年平均洪水流量 Q_{ave} 为 8 800 m³/s，多年平均洪峰流量 Q_{fp} 为 37 240 m³/s(欧素英等, 2016)，将二者与临界流量 Q_c(表 4)进行比较，结果如表 5 所示。应用 Q_c 与来流量之差表示是否会出现淤积，若 $Q_c-Q_{ave}>0$ 或 $Q_c-Q_{fp}>0$，表示不会形成淤积；反之，若 $Q_c-Q_{ave}<0$ 或 $Q_c-Q_{fp}<0$，则会形成泥沙落淤。当上游来流量为多年平均洪水流量 Q_{ave} 时，小潮期间，伶仃洋主槽水域都容易形成淤积，西滩淤积主要出现在小潮期涨潮阶段；大潮期和中潮期的伶仃洋水域泥沙都不容易落淤。当上游出现多年平均洪峰流量 Q_{fp} 时，中潮期和小潮期的伶仃洋河口湾滩、槽水域都会出现泥沙淤积；大潮期间，伶仃洋主槽水域淤积主要出现在外伶仃洋段，西滩水域涨潮阶段和落潮阶段均处于淤积状态。因此，通过引入临界流量 Q_c 的概念，较好地揭示了以往伶仃洋水域的冲淤变化规律；但 3 次同步观测期间(“92.7” “07.8” “13.9”)，上游最大来流量均未超过 20 000 m³/s，因此，拟合式(2)及参数表 2 的适用性有待进一步检验。另外，夏季伶仃洋水域悬浮泥沙平均浓度为 0.03 kg/m³(贾淇文等, 2021)，空间分布上呈现“西高东低，北高南低，槽低滩高”的态势，因此，有关伶仃洋滩、槽水域的冲淤规律，本文主要针对存在泥沙淤积的动力环境。

表 5 临界流量与特征流量比较后的冲淤趋势

Table 5 Erosion or deposition trend obtained after comparing the critical flow rate with the characteristic flow rate

潮流流态		矾石站		伶仃 2 站		伶仃 3 站		大濠岛站		抛泥地站	
		涨潮	落潮	涨潮	落潮	涨潮	落潮	涨潮	落潮	涨潮	落潮
多年平均洪水流量(Q_{ave} 与 Q_c)比较	大潮	不淤	不淤	不淤	不淤	不淤	不淤	不淤	不淤	不淤	不淤
	中潮	不淤	不淤	不淤	不淤	不淤	不淤	不淤	不淤	不淤	不淤
	小潮	淤	淤	淤	淤	淤	淤	淤	淤	淤	不淤
多年平均洪峰流量(Q_{fp} 与 Q_c)比较	大潮	不淤	不淤	不淤	不淤	淤	淤	淤	不淤	淤	淤
	中潮	淤	淤	淤	淤	淤	淤	淤	淤	淤	淤
	小潮	淤	淤	淤	淤	淤	淤	淤	淤	淤	淤

5 近年伶仃洋水域径潮动力特征变化分析

5.1 浮标站径潮动力影响线性回归拟合及验证

为分析近年伶仃洋河口湾洪季径潮动力作用规律，采用伶仃洋水域 A1～A4 站(图 1)2018 年 8

月 26 日至 9 月 10 日实测数据，得到了式(2)中的 A1～A4 站的 a、b、c 拟合参数(表 6)，结果表明拟合值和实测统计值相关性很好。由 A1～A4 站潮周期平均流速的拟合值和实测统计值的比较结果(图 8)可知：两者差别基本都在 10% 以内，因此证实了采用线性回归方法能很好地拟合近年伶仃洋水域洪季潮周期平均流速的变化特征，亦说明洪季半月时段内的潮周期垂向平均流速随天文潮呈周期性变化，表现出潮型越强、流速越大的变化特征；位于矾石水道的 A1 站的涨潮平均流速和落潮平均流速相差不大，位于横门汇合延伸段水域的 A2 站的涨潮平均流速大于落潮平均流速，位于西滩水域的 A3 站和位于主槽水域的 A4 站均为落潮平均流速大于涨潮平均流速。比较各站潮周期平均流速大小，以 A2 站所处的水域涨潮平均流速最大，A3 站的落潮平均流速最大。

表 6　A1～A4 浮标站径潮动力影响线性回归参数统计

Table 6　List of linear regression parameters for the affections of runoff and tidal dynamics at the buoy stations A1-A4

测 站	涨潮期参数				落潮期参数			
	a/s^{-1}	b/(×10^{-6} m^{-2})	c/(m·s^{-1})	R^2	a/s^{-1}	b/(×10^{-6} m^{-2})	c/(m·s^{-1})	R^2
A1	0.25	−10.67	0.18	0.93	0.24	4.92	−0.01	0.90
A2	0.27	−22.81	0.44	0.97	0.30	2.42	0.00	0.96
A3	0.24	−21.22	0.40	0.88	0.38	7.26	−0.07	0.84
A4	0.20	−9.54	0.20	0.97	0.32	22.01	−0.27	0.84

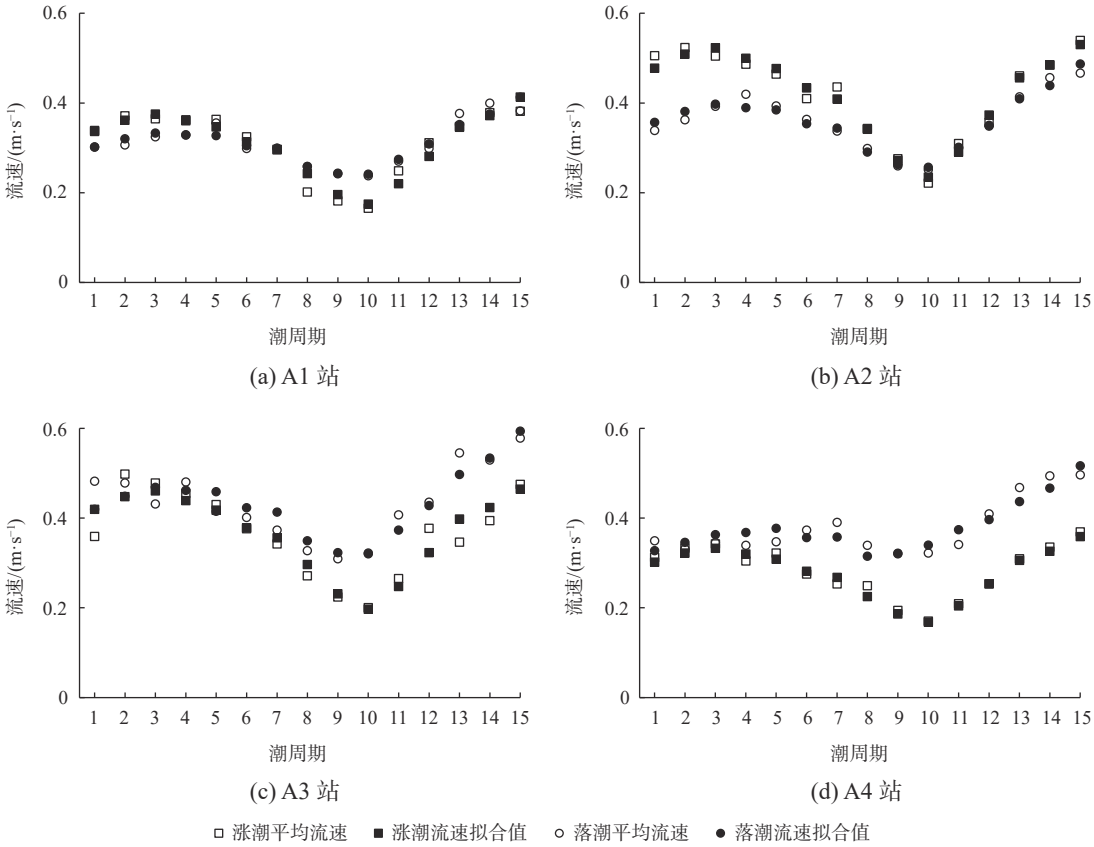
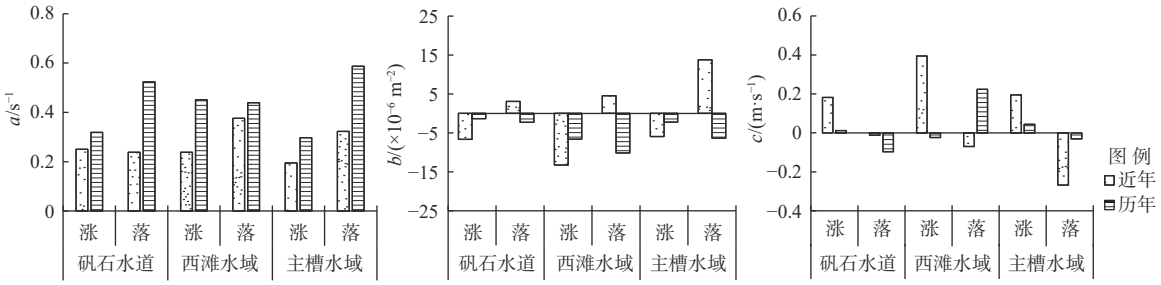


图 8　近年浮标站的潮周期平均流速统计值与拟合值比较

Fig. 8　Comparison between statistical values and fitting values of average flow velocities of tidal cycles observed at buoy stations in recent years

5.2 近年伶仃洋水域径潮动力作用特征讨论

伶仃洋水域岸线变化及围填海主要出现在 2015 年之前，2000 年左右岸线增长和围填海速度最快，2008 年至 2015 年岸线趋于稳定，但工业填海达到最大，主要出现在深圳宝安国际机场扩建工程用海(张晓浩等, 2016)。水深地形变化主要出现在 2012 年之前，原因为伶仃洋出海航道三期疏浚工程完成及中滩挖沙(应强等, 2019; 李孟国等, 2021)。2015 年之后，伶仃洋岸线及滩槽水深趋于稳定，2017 年港珠澳大桥建成后，对伶仃洋水域动力环境也存在一定的影响(方神光等, 2011)。近年伶仃洋水域布设的观测站(图 1)中，A1 站和矾石站均位于矾石水道，两站距离约 7.0 km。内伶仃岛东北侧主槽水域 A4 站位于伶仃 2 站下游，相距约 4.1 km。西滩 A3 站与抛泥地站直线距离约 4.0 km。本文通过比较处于相同水域附近的 A1 站-矾石站、A3 站-抛泥地站和 A4 站-伶仃 2 站之间的径流动力和潮汐动力影响作用系数变化，来探讨伶仃洋河口湾主要动力因子作用的变化规律，比较结果如图 9 所示。



(a) 潮汐动力作用系数 a (b) 径流动力作用系数 b (c) 其他动力作用系数 c

图 9 主要水域近年与历年动力作用系数变化比较

Fig. 9 Comparison of the dynamic action coefficient changes in the main waters in recent years and calendar years

伶仃洋河口湾近年和历年潮汐动力作用系数 a 值均为正(图 9)，但近年得到的 a 值较历年结果呈明显减小趋势，说明伶仃洋水域涨落潮流速与潮汐动力正相关的规律不变，但潮汐动力对湾内水域涨潮和落潮流速的影响在显著下降，这与伶仃洋水域航道整治、中滩采砂以及滩槽冲刷(何用等, 2018)等造成的河口湾水深增大密切相关，同时港珠澳大桥在一定程度上削弱了湾内潮汐动力(何杰等, 2012)。近年，伶仃洋河口湾水域径流作用系数 b 值涨潮期为负值、落潮期为正值，与以往均为负值呈现明显差异；说明近年来径流动力对河口湾流速的作用规律较以往发生了明显变化，当前径流动力对涨潮流速和落潮流速的作用呈现更多的河道水流动力特征，这与近些年围垦及水深增大导致伶仃洋河口湾朝窄深型发展趋势密切相关。近年和历年，主槽水域(含矾石水道)的 c 值均在涨潮期为正值、落潮期为负值，但近年$|c|$值显著增大，说明洪季珠江河口季风、主槽盐度斜压密度梯度力等因素对潮流速作用规律不变，但其影响较以往明显增强，同样与近些年伶仃洋主航道整治导致水深增大密切相关；近年来，西滩水域的 c 值呈现涨潮期为正值、落潮期为负值，较历年发生逆转，表明近些年由潮滩围垦及冲刷加深等导致伶仃洋西滩的潮汐捕集和储能作用(王宗旭等, 2020)正在减弱。

因此，近些年对伶仃洋河口湾流速的影响呈现潮汐动力作用在减弱、径流动力影响在增强的变化趋势，主要与伶仃洋水域近些年水深地形变化密切相关。与 20 世纪相比，珠江河口上游来沙量显著减少约 70%(张子昊等, 2020)；伶仃洋水域面积减少约 22%，分维数和形状指数下降，束窄率上升(宫清华等, 2019)，河槽容积增加 11.4 亿 m^3，以中滩下切最为明显，平均下切 3.7 m，局部下切达 20 m(何用等, 2022)；表明伶仃洋河口湾逐渐演变为窄深型的“伶仃河”或“伶仃湖”，这导致径流

动力对河口湾内水流运动的作用方式较以往发生了根本性转变，洪水期进入河口湾的冲淡水由以往的“搭车”形态变为“开车”形态，致使河湖型水流动力特征显著。因此，伶仃洋河口湾滩、槽冲淤变化规律较以往相应发生改变，结合式(3)泥沙起动的临界流速概念，当前在河口湾内，涨潮阶段和落潮阶段均呈潮汐动力越小越容易落淤；涨潮阶段，上游径流量越大越容易落淤；落潮阶段，径流量越大反而越容易冲刷。

6 结　论

基于伶仃洋河口湾历年航道测站同步观测数据和近年浮标站实测水文数据，采用二元线性回归法拟合了潮周期平均流速与上游来流量和平均潮差之间的关系，比较显示，拟合值与实测统计值符合好且相关性高，证实了该方法的有效性。通过定量剥离出潮汐动力、径流动力和其他动力因子对潮周期平均流速的影响系数，系统分析了伶仃洋河口湾主要动力因子的作用规律。

分析历年航道测站同步观测数据，对洪季伶仃洋河口湾潮周期平均流速的影响中，反映潮汐动力贡献的系数 a 始终为正值，说明潮汐动力越强、湾内流速越大；反映径流动力贡献的系数 b 始终为负值，呈现上游来流量越大湾内流速越小。受伶仃洋喇叭形河口沿程势能与动能相互转化，落潮阶段主槽水域内潮汐动力对流速的贡献大于涨潮阶段。随着主槽沿程不断接纳西滩径流的汇入，径流动力对主槽水域流速的削弱不断增强。其他动力因子对西滩和主槽水域流速的贡献呈现不同的作用规律，主槽水域的 c 值涨潮阶段为正值、落潮阶段为负值，与咸潮入侵及西南季风密切相关；西滩水域 c 值涨潮阶段为负值、落潮阶段为正值，与西滩岸线及床面阻力形成的“潮汐捕集”和储能机制有关。引入临界来流量的概念来分析伶仃洋河口湾冲淤规律，内伶仃洋主槽及西滩水域在涨潮阶段更容易形成泥沙落淤，外伶仃洋主槽水域落潮阶段更容易形成淤积；潮汐动力越弱，河口湾水域越容易发生淤积，其中小潮期主槽以泥沙落淤为主，西滩泥沙落淤主要出现在涨潮阶段。

比较来看，近年来，伶仃洋河口湾潮周期平均流速与潮汐动力正相关的规律不变，但洪季潮汐动力对河口湾潮流流速的驱动作用在减弱；径流动力作用较历年发生明显变化，进入河口湾的冲淡水由以往的“搭车”形态变为指向河口湾外海方向的“开车”形态；主槽水域内的其他动力因子对潮流流速呈涨潮阶段为正贡献、落潮阶段为负贡献的规律不变，但其作用强度较历年有显著增强趋势；其他动力因子对西滩水域的潮流流速作用规律较历年发生逆转，呈现涨潮期为正贡献、落潮期为负贡献，这说明浅滩固有的潮汐捕集和储能作用被显著削弱。主要动力因子对潮流流速作用反映了伶仃洋河口湾因围垦及滩槽整体冲刷下切而呈朝窄深型河口湾演变的趋势。因此，洪季伶仃洋河口湾潮汐动力越小越容易落淤的规律不变，但径流动力增强变化为涨潮阶段更易落淤、落潮阶段更易冲刷，明显有别于往年的不论涨潮阶段还是落潮阶段河口湾均以落淤为主的特征。

参考文献 (References):

包芸, 任杰, 2005. 伶仃洋盐度高度层化现象及盐度锋面的研究[J]. 水动力学研究与进展, 20(6): 689-693. BAO Y, REN J, 2005. Numerical simulation of high resolution on the phenomenon of saline stratification in Lindingyang[J]. Journal of Hydrodynamics, 20(6): 689-693.

陈文彪, 王琳, 邓家泉, 等, 1999. 珠江口伶仃洋的治理研究[J]. 水利学报, (3): 75-81. CHEN W B, WANG L, DENG J Q, et al, 1999. Study on the harness of Lingdingyang Bay in Pearl River Estuary[J]. Shuili Xuebao, (3): 75-81.

陈文彪, 陈上群, 2013. 珠江河口治理开发研究[M]. 北京: 中国水利水电出版社. CHEN W B, CHEN S Q, 2013. Study on the regulation and development of the Pearl River Estuary[M]. Beijing: China Water & Power Press.

陈希荣, 朱佳, 孙振宇, 等, 2018. 2015年7—8月珠江冲淡水扩展特征的观测与分析[J]. 厦门大学学报(自然科学版),

57(6): 841-848. CHEN X R, ZHU J, SUN Z Y, et al, 2018. Observation and analysis of the extension characteristics of the Pearl River diluted water from July to August in 2015[J]. Journal of Xiamen University (Natural Science), 57(6): 841-848.

陈子燊, 1993. 珠江伶仃河口湾及邻近内陆架的纵向环流与物质输运分析[J]. 热带海洋, 12(4): 47-54. CHEN Z S, 1993. Analysis on longitudinal net circulations and material fluxes in Lingding Estuary, Pearl River and adjacent inner shelf waters[J]. Tropic Oceanology, 12(4): 47-54.

方神光, 陈文龙, 2011. 港珠澳大桥对伶仃洋河口水域纳潮影响分析[J]. 人民珠江, (1): 18-22, 72. FANG S G, CHEN W L, 2011. Analysis of effect on tidal prism in the Lingdingyang Estuary by Hong Kong-Zhuhai-Macao Bridge[J]. Pearl River, (1): 18-22, 72.

方神光, 刘晋高, 2020. 河口主潮动力断面的界定方法及其在伶仃洋河口湾中的应用[J]. 武汉大学学报(工学版), 53(11): 950-957. FANG S G, LIU J G, 2020. A method of defining main tidal dynamic section and its applications in the Lingdingyang Estuary[J]. Engineering Journal of Wuhan University, 53(11): 950-957.

宫清华, 周晴, 李平日, 等, 2019. 珠江口伶仃洋地貌特征演变与纳潮能力变化研究[J]. 海洋学报, 41(1): 98-107. GONG Q H, ZHOU Q, LI P R, et al, 2019. Morphological change and tidal prism variation in the Lingdingyang, Zhujiang River Estuary[J]. Haiyang Xuebao, 41(1): 98-107.

韩西军, 杨树森, 2008. 珠江口鸡抱沙附近地形冲淤演变研究[J]. 水道港口, 29(5): 328-332. HAN X J, YANG S S, 2008. Scour and silting evolution of topography around Jibaosha in the Zhujiang Estuary[J]. Journal of Waterway and Harbor, 29(5): 328-332.

何杰, 辛文杰, 贾雨少, 2012. 港珠澳大桥对珠江口水域水动力影响的数值模拟[J]. 水利水运工程学报, (2): 84-90. HE J, XIN W J, JIA Y S, 2012. Numerical simulation of hydrodynamic impact of Hong Kong-Zhuhai-Macao Bridge on Pearl River Estuary[J]. Hydro-Science and Engineering, (2): 84-90.

何用, 卢陈, 杨留柱, 等, 2018. 珠江河口口门区滩槽演变及对泄洪的影响研究[J]. 水利学报, 49(1): 72-80. HE Y, LU C, YANG L Z, et al, 2018. The impact of channel-floodplain evolution on the flood release in the mouths of Pearl River Estuary[J]. Shuili Xuebao, 49(1): 72-80.

何用, 吴尧, 卢陈, 2022. 珠江河口演变与治理保护探讨[J]. 泥沙研究, 47(6): 1-8. HE Y, WU Y, LU C, 2022. Study on the Pearl River Estuary protection and management associated with morphological progresses[J]. Journal of Sediment Research, 47(6): 1-8.

侯庆志, 陆永军, 王志力, 等, 2019. 河口湾水动力环境对滩涂利用的累积响应——以珠江口伶仃洋为例[J]. 水科学进展, 30(6): 789-799. HOU Q Z, LU Y J, WANG Z L, et al, 2019. Cumulative response of estuarine bay hydrodynamic environment to human activities: example of Lingding Bay of the Pearl River Estuary[J]. Advances in Water Science, 30(6): 789-799.

胡德礼, 杨清书, 吴超羽, 等, 2010. 珠江网河水沙分配变化及其对伶仃洋水沙场的影响[J]. 水科学进展, 21(1): 69-76. HU D L, YANG Q S, WU C Y, et al, 2010. Changing water and sediment dynamics in the Pearl River network and consequences on water and sediment regimes in the Lingdingyang Estuary[J]. Advances in Water Science, 21(1): 69-76.

贾淇文, 章桂芳, 唐世林, 等, 2021. 2013—2018年珠江河口伶仃洋水域悬浮泥沙季节性变化分析[J]. 中山大学学报(自然科学版), 60(5): 59-71. JIA Q W, ZHANG G F, TANG S L, et al, 2021. Seasonal variation of suspended sediments in the Lingdingyang waters of the Pearl River Estuary from 2013 to 2018[J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni, 60(5): 59-71.

李静萍, 2015. 多元统计分析-原理与基于SPSS的应用[M]. 北京: 中国人民大学出版社: 3-20. LI J P, 2015. Multivariate statistical analysis-principles and applications based on SPSS[M]. Beijing: China Renmin University Press: 3-20.

李孟国, 韩志远, 许婷, 等, 2021. 伶仃洋港口航道泥沙问题研究[J]. 水运工程, (9): 1-8. LI M G, HAN Z Y, XU T, et al, 2021. Study on sediment problems of harbors and channels in Lingdingyang Bay[J]. Port & Waterway Engineering, (9): 1-8.

刘晋涛, 胡嘉镗, 李适宇, 等, 2020. 围填海对伶仃洋水流动力的短期影响模拟研究[J]. 海洋通报, 39(2): 178-190. LIU J T, HU J T, LI S Y, et al, 2020. A model study on the short-term impact of reclamation on the hydrodynamic process-

es in the Lingdingyang Bay[J]. Marine Science Bulletin, 39(2): 178-190.

罗肇森, 罗勇, 1997. 对浮泥挟沙力和输沙规律的研究和应用[J]. 泥沙研究, (4): 42-46. LUO Z S, LUO Y, 1997. Study on fluid mud-carrying capacity, sediment transport and their application[J]. Journal of Sediment Research, (4): 42-46.

欧素英, 田枫, 郭晓娟, 等, 2016. 珠江三角洲径潮相互作用下潮能的传播和衰减[J]. 海洋学报, 38(12): 1-10. OU S Y, TIAN F, GUO X J, et al, 2016. Propagation and damping of tidal energy in the Pearl River Delta[J]. Haiyang Xuebao, 38(12): 1-10.

王宗旭, 乔煜, 季小梅, 等, 2020. 珠江河口岸线变化对潮动力的影响[J]. 科学技术与工程, 20(3): 1171-1180. WANG Z X, QIAO Y, JI X M, et al, 2020. The influence of coastline changes on tidal dynamics in the Pearl River Estuary[J]. Science Technology and Engineering, 20(3): 1171-1180.

吴门伍, 严黎, 周家俞, 等, 2012. 港珠澳大桥对伶仃洋滩地演变影响试验研究[J]. 水利水运工程学报, (1): 49-56. WU M W, YAN L, ZHOU J Y, et al, 2012. Experimental study on evolution of Lingdingyang beach after completion of Hong Kong-Zhuhai-Macao Bridge[J]. Hydro-Science and Engineering, (1): 49-56.

夏真, 2005. 珠江口内伶仃洋水下地形地貌特征[J]. 海洋地质与第四纪地质, 25(1): 19-24. XIA Z, 2005. Characters of underwater topography and geomorphology in inner Lingdingyang firth of the Pearl River (Zhujiang River) Estuary[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 25(1): 19-24.

谢丽莉, 刘霞, 杨清书, 等, 2015. 人类驱动下伶仃洋洪季大潮水沙异变[J]. 泥沙研究, (3): 56-62. XIE L L, LIU X, YANG Q S, et al, 2015. Variations of current and sediment transport in Lingding Bay during spring tide in flood season driven by human activities[J]. Journal of Sediment Research, (3): 56-62.

杨清书, 罗章仁, 沈焕庭, 等, 2003. 珠江三角洲网河区顶点分水分沙变化及神经网络模型预测[J]. 水利学报, 34(6): 56-60. YANG Q S, LUO Z R, SHEN H T, et al, 2003. The change of diversion ratio of flow and sediment in the Pearl River Delta and application of the neural network prediction model[J]. Shuili Xuebao, 34(6): 56-60.

应强, 何杰, 辛文杰, 2019. 巨型人工采砂坑对伶仃洋自然演变的影响[J]. 水科学进展, 30(6): 915-922. YING Q, HE J, XIN W J, 2019. Influence of giant artificial sand pits on the natural evolution of Lingding Bay[J]. Advances in Water Science, 30(6): 915-922.

袁菲, 杨清书, 杨裕桂, 等, 2018. 珠江口东四口门径流动力变化及其原因分析[J]. 人民珠江, 39(2): 26-29. YUAN F, YANG Q S, YANG Y G, et al, 2018. Study on runoff dynamic changes of Four Eastern Outlets in the Pearl River Estuary and its causes[J]. Pearl River, 39(2): 26-29.

张晓浩, 黄华梅, 王平, 等, 2016. 1973—2015年珠江口海域岸线和围填海变化分析[J]. 海洋湖沼通报, (5): 9-15. ZHANG X H, HUANG H M, WANG P, et al, 2016. Change analysis of coastline and sea reclamation in Pearl River Estuary from 1973 to 2015[J]. Transactions of Oceanology and Limnology, (5): 9-15.

张子昊, 李嘉怡, 刘锋, 等, 2020. 西江网河河床演变对人类活动的响应[J]. 泥沙研究, 45(3): 61-66. ZHANG Z H, LI J Y, LIU F, et al, 2020. Responses of channel evolution to human interventions in the West River Network[J]. Journal of Sediment Research, 45(3): 61-66.

赵荻能, 2017. 珠江河口三角洲近165年演变及对人类活动响应研究[D]. 杭州: 浙江大学. ZHAO D N, 2017. Morphological evolution of the Pearl River Delta in the past 165 years and its response to human activities[D]. Hangzhou: Zhejiang University.

赵焕庭, 1981. 珠江河口湾伶仃洋的地形[J]. 海洋学报, 3(2): 255-274. ZHAO H T, 1981. Bottom relief of Ling Ding Yang of the Zhujiang River Estuary[J]. Haiyang Xuebao, 3(2): 255-274.

FISCHER H B, 1976. Mixing and dispersion in estuaries[J]. Annual Review of Fluid Mechanics, 8(1): 107-133.

WONG L A, CHEN J C, XUE H, et al, 2003. A model study of the circulation in the Pearl River Estuary (PRE) and its adjacent coastal waters: 1. Simulations and comparison with observations[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 108(C5): 3156.

ZHONG L J, LI M, 2006. Tidal energy fluxes and dissipation in the Chesapeake Bay[J]. Continental Shelf Research, 26(6): 752-770.

Discussion on the Action Mechanism and Evolution of Runoff and Tide Dynamics in the Lingdingyang Estuary During Flood Season

FANG Shenguang[1], YU Fenghua[2]

（1. *Guangdong Polytechnic of Water Resources and Electric Engineering*, Guangzhou 510635, China；
2. *Pearl River Hydraulic Research Institute*, *Pearl River Water Resources Commission*, Guangzhou 510611, China）

Abstract: In order to reveal the action law of runoff and tide dynamics in the Lingdingyang Estuary, the main tide flux algorithm and the binary linear regression method are used to distinguish quantitatively the contributions of main dynamic factors to tidal flow velocities based on the fixed-point observation data over the years. The results show that the average flow velocity of the tidal cycle in the estuary has good correlation with tidal range, runoff and other dynamic factors and is always positively correlated with the tidal dynamics, but the contribution of the tidal dynamics has been weakened significantly in recent years. The runoff moved dominantly with the tidal current in the past, thus resulting in the decrease of tidal flow velocity. In recent years, however, the contribution of the runoff to the average tidal velocity becomes negative in the flood period and positive in the ebb period. Other dynamic factors mainly include vertical salt baroclinic gradient force and southwest monsoon. The contributions of these factors to the average tidal flow velocity in the main channel area are positive in the flood period and negative in the ebb period and have no significant changes. In the west beach waters, however, the contributions of these factors are opposite, showing negative in the flood period and positive in the ebb period. This is mainly related to the ‘tidal water capture’ and the energy storage mechanism present inherently in the beach waters. Thus, the Lingdingyang Estuary has more river-channel-type water flow dynamic characteristics than before. This is mainly related to the development of the estuarine toward a narrow and deep form caused by reclaiming and water deepening in the estuary in recent years.

Key words: the Lingdingyang Estuary；tidal cycle；average flow velocity；tidal range；runoff

Received: November 9, 2022